

«QUID EST CLIMA?» LOS FUNDAMENTOS FÍSICOS DEL CLIMA

José Pinto Peixoto
Director del Instituto Geofísico
Infante D. Luis de Lisboa

1. Introducción

San Agustín nos muestra, en su famoso tratado «Las Confesiones», cuál es la dificultad para comprender la naturaleza y la estructura cronológica del tiempo y nos legó su cita clásica.

Ahora, después de San Agustín, yo expondré también *en latín* la cuestión equivalente:

«Quid est Clima?
Si memo a me quaerat, scio!
Si quaerenti explicare velim, nescio!»
«¿Qué es el *clima*?
Si nadie me lo pregunta, yo lo sé!
Si se me pide que lo explique, yo no lo sé!»

Después de mi «confesión», espero que Vds. me darán su «absolución».

2. Objetivo y panorama de fondo

Debemos aceptar que la climatología es una ciencia observacional de modo que el avance en un conocimiento depende de la mejora de los procedimientos de medida y observación. Las mejoras recientes proceden de la expansión y de la mejor calidad de las clásicas redes de observación y de la aplicación de nuevas tecnologías (radar, láser, lidar, radiómetros de infrarrojos, medidores de dispersión, tomografía acústica, etc.). Por ejemplo, las observaciones basadas en satélites, han transformado nuestra perspectiva del clima de la Tierra y nos han obligado a considerarlo como un sistema global integrado y como una

entidad tridimensional. (Esperamos que esas mejoras continuarán en el próximo futuro.)

Desde luego, nosotros aceptaremos que los procesos que ocurren en el sistema climático obedecen a las leyes de la física y que estas leyes deben ser aplicadas en la forma apropiada. Como están expresadas en términos matemáticos, se necesita un conocimiento básico de las matemáticas. Además, como los cambios en la composición de la atmósfera, tales como el incremento del dióxido de carbono y el debilitamiento de la capa de ozono son hechos de observación, es ahora evidente que la química atmosférica está aumentando en importancia. De modo que el estudio del clima requiere algunos conocimientos de las tres ciencias básicas: la *física*, las *matemáticas* y la *química*.

El progreso en el conocimiento físico y en las observaciones viene reflejado en el rápido desarrollo de modelos matemáticos muy complejos. Estos modelos tienden no solamente a mejorar nuestro conocimiento de los procesos físicos que construyen el clima sino que también nos permiten predecir condiciones climáticas futuras.

Las observaciones proporcionan la base de la vigilancia del clima y son esenciales para probar cualquier teoría del clima. Se alcanza un mejor conocimiento del clima partiendo de diagnósticos basados en las observaciones, analizados tanto a la luz de las leyes físicas como también desde modelos matemáticos. Así, debemos estar preocupados con la trilogía formada por la vigi-

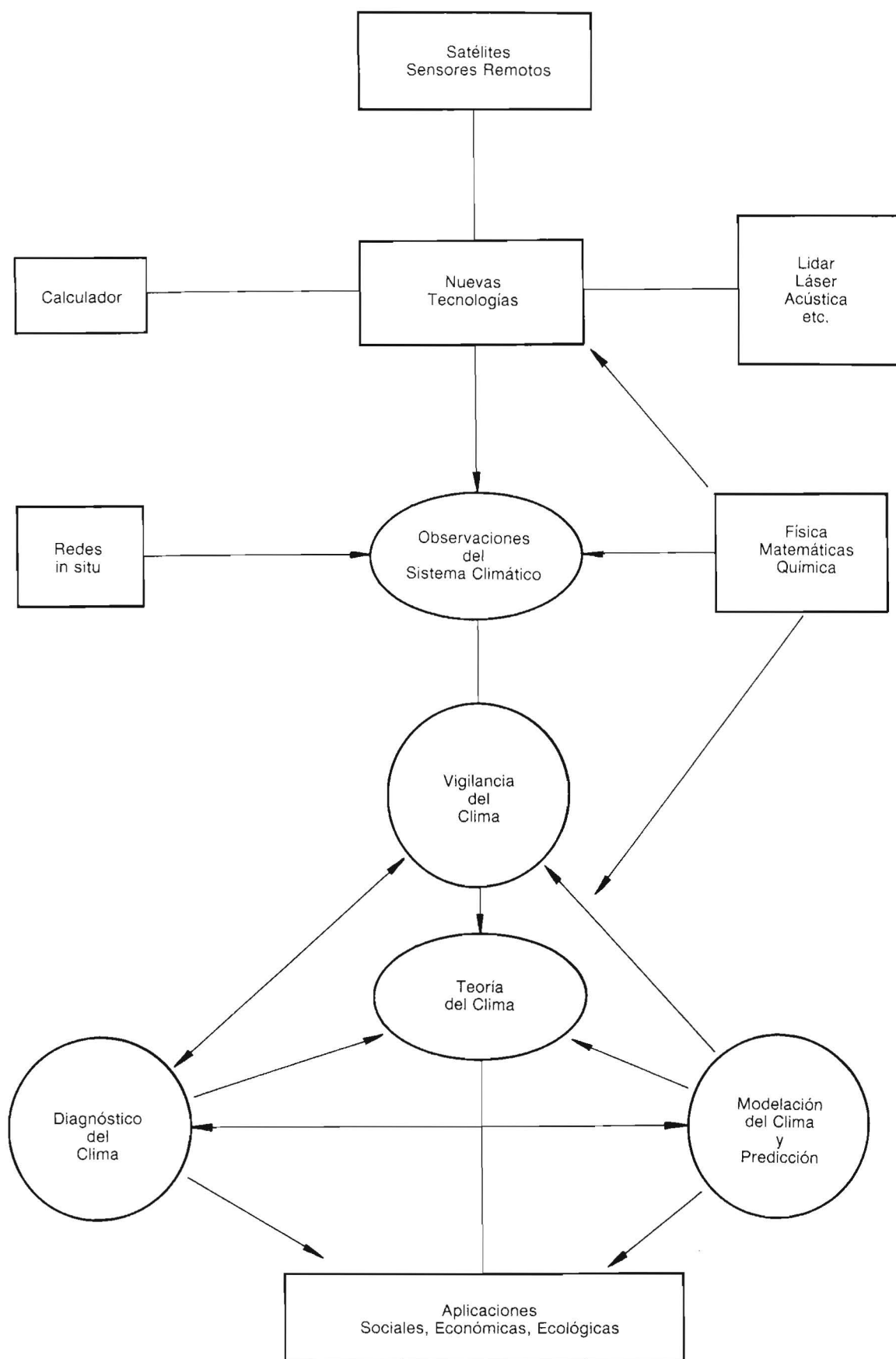


Figura 1.

lancia del clima, los estudios de diagnóstico y la modelación matemática.

Como se indica en la fig. 1, esta trilogía ha de ser decisiva para desarrollar una teoría del clima. Tal teoría debiera contener un extenso conocimiento del clima, el potencial necesario para predecir cambios climáticos.

Esta última posibilidad de predecir el clima tendría fuertes implicaciones en el campo socio-económico. Como sabemos, el clima en el pasado ha sido un factor determinante, por ejemplo, en la producción de alimentos y en la distribución territorial de las poblaciones. Está claro también que las fluctuaciones climáticas, tales como sequías pertinaces en la región del Sahel, episodios de El Niño y la falta de lluvias monzónicas, han tenido tremendas consecuencias sociales económicas. Además, aumenta la evidencia de que el hombre está influyendo en el clima a través de sus actividades, de modo que es de la mayor importancia el que podamos conocer con anterioridad las implicaciones de nuevas acciones cualesquiera que sean, lo cual es solamente posible mediante un mejor conocimiento del clima y el cambio climático.

3. Naturaleza del problema

Para comprender el mecanismo y los procesos físicos responsables del clima es necesario en primer lugar disponer de un cuadro claro de los rasgos característicos de la estructura y del comportamiento del clima.

Como la atmósfera es un sistema termo-hidrodinámico, puede ser caracterizada por su composición, su estado termodinámico asociado a las variables termodinámicas y su estado mecánico (movimiento). Para una descripción completa del estado de la atmósfera habrá que incluir otras variables tales como nubosidad, precipitación, distribución del calor, etc. que afectan el comportamiento de la atmósfera a gran escala. La temperatura y la precipitación son tradicionalmente los elementos del clima más importantes.

Los climas se clasifican usualmente con base en esos elementos. En general según su distribución geográfica los climas son cálidos y húmedos en las latitudes bajas, son climas cálidos y muy secos en los sub-trópicos, son climas templados y húmedos en latitudes medias y altas, y finalmente, son climas fríos y secos en las regiones polares y subpolares. Sin embargo, sabemos que esta distribución no da una descripción completa de los climas locales y regionales. Tenemos que considerar también el contraste tierra-mar y la influencia moderadora de los océanos en la temperatura; los efectos de las montañas en la precipitación, en la nubosidad y en la temperatura; la influencia de los hielos en la temperatura, etc.

Es bien conocido que el clima está modulado por factores externos e internos. Los *factores externos* pueden ser agrupados tradicionalmente en a) *factores generales*, tales como la radiación solar, la esfericidad de la Tierra, el movimiento de la Tierra alrededor del Sol, la rotación de la Tierra, la existencia de continentes y océanos; y b) en *factores regionales y locales*, tales como la distancia al mar, la topografía, la naturaleza de la capa superficial, la cubierta vegetal, la proximidad de lagos, etc... Los *factores internos* corresponden a las propiedades intrínsecas de la atmósfera, tales como la *composición atmosférica*, su inestabilidad, su *circulación general*, etc...

Aplicando la metodología termodinámica podemos decir que la atmósfera, como sistema termodinámico, no puede considerarse separadamente de los sistemas vecinos adyacentes. Los sistemas adjuntos son el hidrosistema, con inclusión de océanos, lagos y ríos, el criosistema formado por la nieve y las masas de hielo de la Tierra, el litosistema subyacente y los biosistemas flora y fauna. Todos estos sistemas naturales, tan diferentes en su composición, propiedades físicas, estructura y comportamiento, están ligados por flujos de masa de energía formando un sistema mundial, el llamado *sistema climático*.

Como veremos el sistema es un conjunto extremadamente complejo debido a la naturaleza no linealmente interactiva de sus componentes.

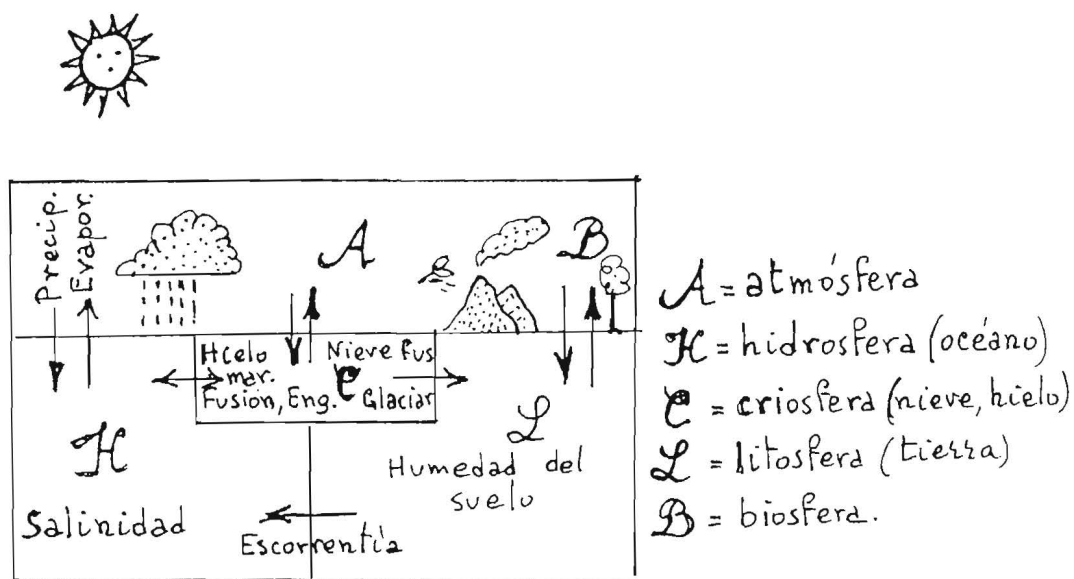


Diagrama esquemático del sistema climático.

$$S \equiv A U H U C U L U B$$

$$S \equiv A$$

Escala cronológica de días

$$S \equiv A U O$$

Escala cronológica de meses

$$S \equiv A U O U C$$

Escala cronológica de años y siglos

Figura 2.

Llegados a este punto, es importante aclarar la distinción entre tiempo y clima. Conciene al tiempo los estados instantáneos detallados de la atmósfera y la evolución diaria de sistemas sinópticos individuales. La atmósfera se caracteriza por fluctuaciones fortuitas relativamente rápidas en el tiempo cronológico y en el espacio de modo que el tiempo, identificado como el estado completo de la atmósfera en un instante dado, está cambiando continuamente. Básicamente, el

estudio de la evolución del tiempo requiere resolver un problema de valor inicial.

Por otra parte el clima puede ser considerado como un «tiempo promedio», que se completa con algunas medidas de la variabilidad de sus variados elementos y con alguna información acerca de la ocurrencia de acontecimientos extremos. Así podemos notar que las mismas variables que son relevantes en el tiempo y en otras ramas de

la meteorología son también importantes en la caracterización del clima. Sin embargo, lo que distingue el problema del clima del problema del tiempo es que se desprecia los detalles de las fluctuaciones diarias en el estado de la atmósfera en favor de los valores estadístico asociadas a un conjunto o una secuencia de los estados instantáneos individuales, de modo que el clima llega a ser independiente y libre de las fluctuaciones estadísticas de cualquier realización individual. Vemos así que las leyes termodinámicas de la conservación de la masa, del momento y de la energía que forman el fundamento físico del estudio del comportamiento instantáneo de la atmósfera (es decir, del tiempo) son esencialmente las mismas que se requieren para el estudio de la física del clima.

Definiremos un sistema, dentro del marco de la termodinámica, como una porción geométrica arbitraria del universo limitada por fronteras (paredes) fijas o móviles, que puede contener materia o energía, o ambas. El universo completo estará dividido en dos partes: el sistema y los alrededores o entorno. El estado de un sistema se especifica por un conjunto de propiedades físicas representadas por las variables X_1, X_2, \dots, X_n necesarios para la descripción del sistema. Un sistema compuesto es una unión de sistemas sencillos especialmente separados o no sobrepuestos, separados por conceptuales o reales, particiones o fronteras. Los sistemas sencillos que forman sistemas compuestos se llaman subsistemas.

4. El sistema climático

4.1. La estructura del sistema climático

Como hemos visto el sistema climático (S) es un sistema compuesto que consiste en cinco principales componentes adjuntos interactivos: la atmósfera (A), la hidrosfera (H) con los océanos (O), la criosfera (C), la litosfera (L) y la biosfera (B), es decir

$$S = A \cup H \cup C \cup L \cup B$$

Como se ve, esquemáticamente, en la Fig. 2 todos los subsistemas son abiertos y no-aislados. El sistema climático global S, como todo, se considera un sistema no-aislado para la energía pero sí es un sistema cerrado para el intercambio de materia con el espacio exterior. La atmósfera, hidrosfera, criosfera y biosfera actúan como un sistema en cascada unido por procesos físicos complejos en los que se envuelven flujos de energía (momento) y materia a través de los bordes y que generan numerosos mecanismos de realimentación.

Los componentes del sistema climático son sistemas termodinámicos heterogéneos, que pueden caracterizarse por su composición química y por sus estados termodinámicos y mecánicos. Los estados termodinámicos están especificados, en general, por variables intensivas (temperatura, presión, humedad específica, energía específica, densidad, salinidad, etc.) mientras que el estado mecánico se define por variables que caracterizan los movimientos (fuerzas, velocidad, etc.).

Las escalas estimadas de tiempos cronométricos (que son proporcionales al tiempo de respuesta) para los distintos componentes del sistema climático varían ampliamente de uno a otro subsistema e incluso dentro del mismo subsistema. Como podemos ver, la escala de tiempos para la atmósfera varía desde horas en la capa límite a semanas en la atmósfera libre; la capa de mezcla superior en los océanos va de meses a años; para las aguas profundas del océano de siglos a milenios; para los hielos marítimos de meses a años; para aguas interiores y la vegetación de meses a años; para glaciares la escala de tiempos es del orden de siglos; para capas de hielo fósil del orden de milenios; y para fenómenos tectónicos del orden de decenas de millones de años.

Debido a la complejidad de los sistemas climáticos internos y tomando como base los diferentes tiempos de respuesta es conveniente considerar una jerarquía de sistemas internos considerando primero los sistemas con los tiempos de

respuesta más cortos de modo que todos los otros componentes se consideran como parte de un sistema externo. Por ejemplo, para escalas de tiempo de días a semanas, podemos considerar la atmósfera como el único componente interno del sistema climático ($S \equiv A$) y tratar los océanos, las masas de hielo y la superficie de la Tierra como esfuerzos exteriores o condiciones límites. Para escalas de tiempo de meses a años, el sistema climático interno debe incluir la atmósfera y los océanos $S \equiv (A \cup O)$ y, a veces, la cobertura de nieve y los hielos marítimos. Para el estudio de la variabilidad del clima durante las pasadas eras, debe también incluirse la criosfera entera en el sistema interno $S \equiv (A \cup O \cup C)$ y considerar las influencias de L y B como esfuerzos externos.

En la fig. 3 pueden verse los diferentes intervalos de los tiempos de relajación de los distintos componentes del sistema climático. La figura muestra también los procesos que pueden causar fluctuaciones en el sistema climático total. Así, el sistema climático en conjunto debe mirarse en evolución continua, con unas partes del sistema que van con el tiempo cronológico y con otras partes que se retrasan. Las interacciones altamente no lineales entre los subsistemas del sistema climático no están siempre en equilibrio unos con otros y ni siquiera en equilibrio interno. Los subsistemas tienen también lazos de realimentación que han de ser considerados.

4.2. *El estado climático*

El sistema interno está siempre sujeto a oscilaciones aleatorias en tiempo y espacio, incluso bajo fuerzas externas estables. Se puede considerar entonces un gran conjunto de estados que correspondan a las mismas fuerzas externas. Así, el clima puede definirse en términos de un conjunto de estados internos y en términos de una distribución de probabilidades. Para fuerzas externas fijas podemos asumir la univocidad del conjunto de estadísticos limitante. Y aceptaremos la hipótesis ergódica de modo que podemos reemplazar el conjunto de promedios por el conjunto de tiempos cronológicos. Luego, siguiendo

a Leith podemos definir un estado climático como un conjunto de promedios del conjunto, completado con el momento estadístico más alto, tal como varianzas, correlaciones, etc., junto con una descripción del estado del sistema externo.

Si consideramos el caso tradicional de la atmósfera como un sistema interno podemos definir el clima en términos del estado atmosférico junto con las condiciones medias de los océanos, la criosfera, el suelo y otros condicionamientos externos. Así, para la atmósfera el intervalo de tiempo cronométrico promedio debe, por lo menos, exceder al lapso de vida promedio de los sistemas sinópticos del tiempo (atmosférico) en la atmósfera. Podemos entonces definir estados climáticos para un mes, una estación, un año, una década y así sucesivamente. El intervalo promedio tradicional de treinta años para definir el clima por medio de sus valores medios y sus más altos momentos estadísticos, es un caso particular para la atmósfera y es un concepto útil todavía.

Para un conjunto completo de condiciones externas diferente se puede obtener un estado climático diferente, así que podemos definir un cambio climático como la diferencia entre dos estados climáticos de la misma clase, tal como la diferencia entre los estados climáticos de dos típicos meses de agosto, dos décadas típicas, etc... Esta diferencia debiera incluir las diferencias entre los valores medios y los momentos del orden más alto. Una anomalía climática vendrá entonces definida como una desviación de un estado climático particular para un intervalo de tiempo dado de un conjunto de estados equivalentes (Gates, 1988).

En nuestra primera disquisición de tiempo y clima, hemos mencionado que las leyes físicas que gobiernan su evolución son básicamente las mismas. Sin embargo, las aplicaciones de las ecuaciones a esos problemas son diferentes. En los estudios del clima es necesario considerar no solamente los efectos internos sino también las complejas interacciones entre la atmósfera y su

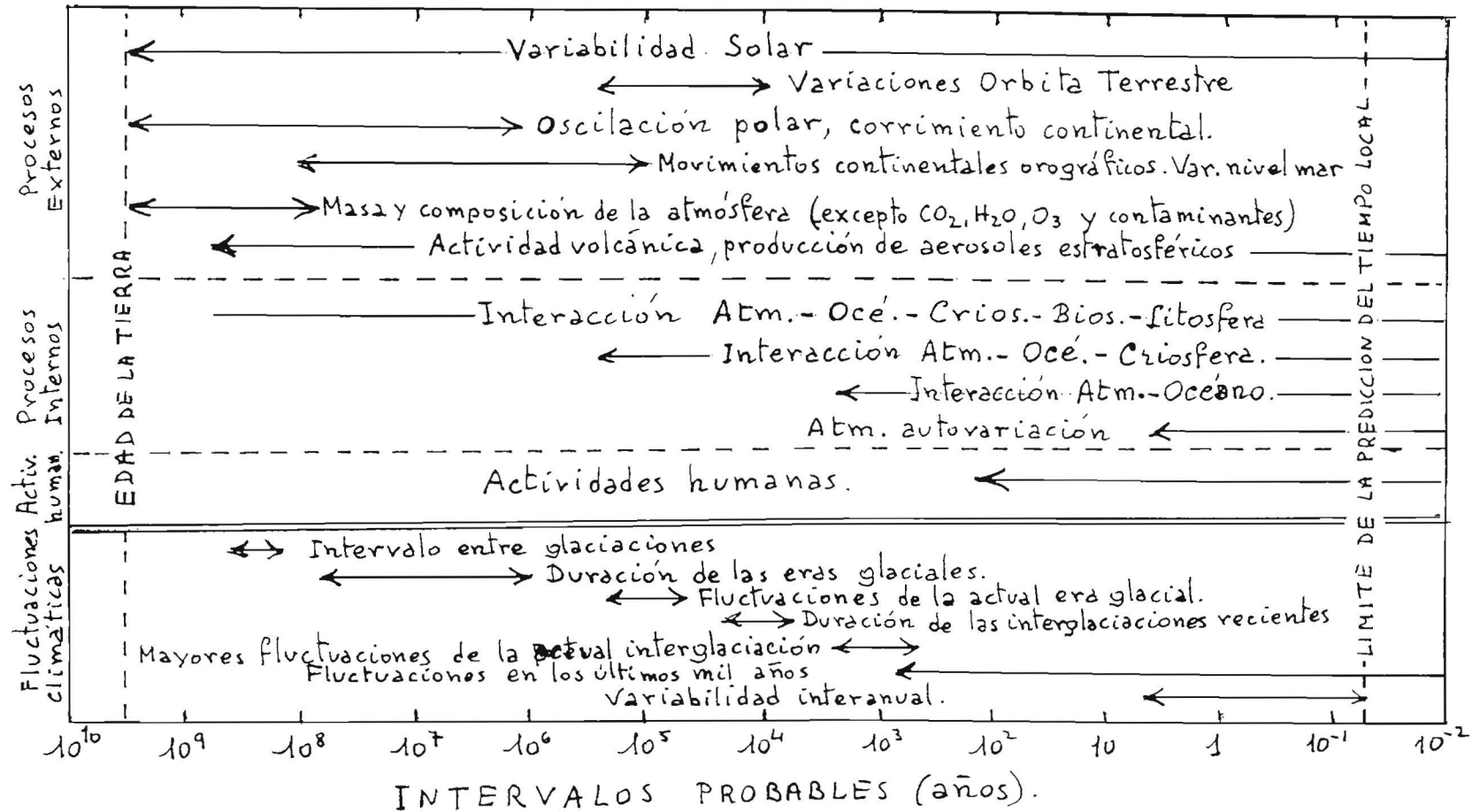


Figura 3.

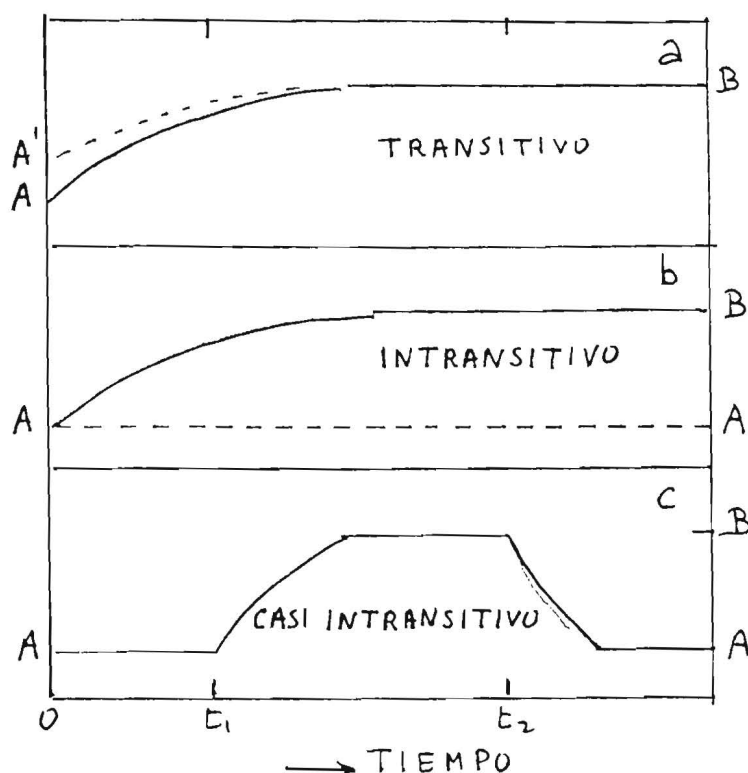


Figura 3 a.—Diagrama de fase para mostrar el comportamiento de sistemas climáticos transitivos a), intransitivos b) y casi intransitivos partiendo de un estado inicial A. En un sistema transitivo dos estados iniciales diferentes A y A' evolucionan al mismo estado de equilibrio B. Un sistema intransitivo tendrá dos o más estados de equilibrio alternativos A y B con las mismas condiciones en el límite. Un sistema casi intransitivo puede comportarse como si fuera intransitivo para un período de tiempo dado, cambiando (p. e. en el tiempo t_1) a un estado climático alternativo en donde permanece hasta el tiempo t_2 . Entonces retorna el estado climático A en donde se puede permanecer o experimentar posteriores cambios.

sistema externo. Para la predicción del tiempo, la atmósfera se comporta casi inercialmente así que las condiciones límites que actúan lentamente pueden ser ignoradas. Por ejemplo, las fluctuaciones de la temperatura de la superficie del mar y de la cubierta de nieve y de hielo pueden ser despreciados en las predicciones del tiempo para una o dos semanas. Sin embargo, esos cambios afectan gradualmente la baja atmósfera y llegan a ser importantes si queremos estudiar el clima.

Partiendo de un estado inicial dado las soluciones de las ecuaciones que gobiernan la dinámica de un sistema no lineal, tal como la atmósfera, dan como resultado un conjunto de estadísticos de infinitos términos para un intervalo infinito de tiempo. Para condiciones iniciales diferentes las soluciones límite pueden ser únicas

o no serlo. Si en la integración de las ecuaciones todos los estados iniciales conducen al mismo conjunto de propiedades estadísticas el sistema es *ergódico* o *transitivo*. Si, en cambio, hay dos o más conjuntos diferentes de propiedades estadísticas, en donde algún estado inicial conduce a un conjunto, mientras otro estado inicial conduce a otro, el sistema se llama *intransitivo*. Si hay conjuntos de estadísticos diferentes a los cuales un sistema transitivo puede asumirlos en su evolución desde estados iniciales diferentes mediante un período de tiempo largo, pero finito, se llama al sistema *casi intransitivo* Lorenz, 1969; Saltzman, 1978, 1983). En el caso *transitivo* los estadísticos del clima en equilibrio son estables y únicos, mientras en el caso *casi intransitivo* el sistema, en el curso de su evolución, mostrará períodos finitos durante los cuales prevalecen regímenes climáticos claramente diferentes. Esto puede ser

debido a retroalimentaciones o inestabilidades que afectan los diferentes componentes del sistema climático. Fig. 3 a).

Los períodos glaciales e interglaciales en la historia del mundo pueden ser manifestaciones de un sistema *casi intransitivo*. Sin embargo la información geológica e histórica actual no es todavía suficiente para decidir de modo concluyente cuál es el tipo de solución a aplicar al clima. En efecto, los resultados de unicidad y estabilidad de las soluciones son muy importantes en el análisis del determinismo del clima (Lorenz.).

La dificultad en hacer una predicción no deriva meramente del tipo de variables implicadas en el trabajo o de la complejidad de las ecuaciones que gobiernan el fenómeno, sino también, como nos enseña la «teoría del caos», de su alta no linealidad, lo que indica que las soluciones dependen críticamente de los detalles de las condiciones iniciales. Esto también explica, en parte, la considerable diversidad de puntos de vista mantenidos por miembros de la comunidad científica. Para saber hasta dónde y en qué forma se realimentan a sí mismos el «efecto invernadero» o «la reducción de la capa de ozono».

4.3. Variabilidad climática

El clima terrestre ha variado de modo significativo y continuo en las escalas temporales que van desde años a períodos glaciales y hasta en la edad del mundo.

Esencialmente, la variabilidad del clima puede expresarse en términos de dos modos básicos: las variaciones *forzadas* que son la respuesta de sistema climático a los cambios en las *condiciones externas* y las variaciones *libres* debidas a inestabilidades internas y a realimentaciones que llevan a interacciones no lineales entre las varias componentes del sistema climático.

Los cambios en los factores puramente externos que afectan el sistema climático, pero que no están influenciadas por las variables climáti-

cas, constituye lo que puede ser llamado *causas externas* de los cambios climáticos, mientras aquellos cambios que están relacionados con interacciones no lineales entre los varios procesos físicos en el sistema interno serán llamados *causas internas*. La distinción entre las dos clases de causas no está siempre muy clara.

Las causas externas comprenden variaciones en los *forzamientos* tanto *astronómicos* como *terrestres*. Entre los factores astronómicos se incluirían cambios a) en la intensidad de la irradiancia solar; b) en los parámetros orbitales de la Tierra (excentricidad de la órbita, precesión axial y oblicuidad de la eclíptica; los parámetros de Milankovitch) y c) en la velocidad de rotación de la Tierra.

Entre los forzamientos terrestres podemos considerar: a) variaciones en la composición atmosférica (proporción de mezcla del dióxido de carbono y del ozono, carga de aerosoles, etc.) debidas a erupciones volcánicas y a la *actividad humana*; b) *variaciones* de la superficie de la Tierra debidas a su uso por el hombre (deforestación, desertización, etc.); c) *cambios a largo plazo* de los factores tectónicos, tales como crecimiento continental, procesos de formación de montañas, variación de los polos, etc... Se han sugerido otros mecanismos terrestres y astronómicos de forzamiento tales como cambios en la energía solar, la colisión de la Tierra con meteoritos y con materia interplanetaria, cambios en la actividad volcánica y cambios en el flujo geotérmico.

Las causas internas están asociadas con muchos mecanismos de realimentación positivos y negativos y con otras fuertes interacciones entre la atmósfera, océanos y criosfera. Estos procesos pueden conducir a *inestabilidades* u *oscilaciones* del sistema el cual puede operar independientemente o introducir fuertes modificaciones en las condiciones externas. Mostremos algunos ejemplos de lo que entendemos como diferencia entre una variación forzada externamente y un cambio internamente libre. Las variaciones del clima estacionales o diurnas están claramente relacionadas con causas astronómicas externas. Pero hay día

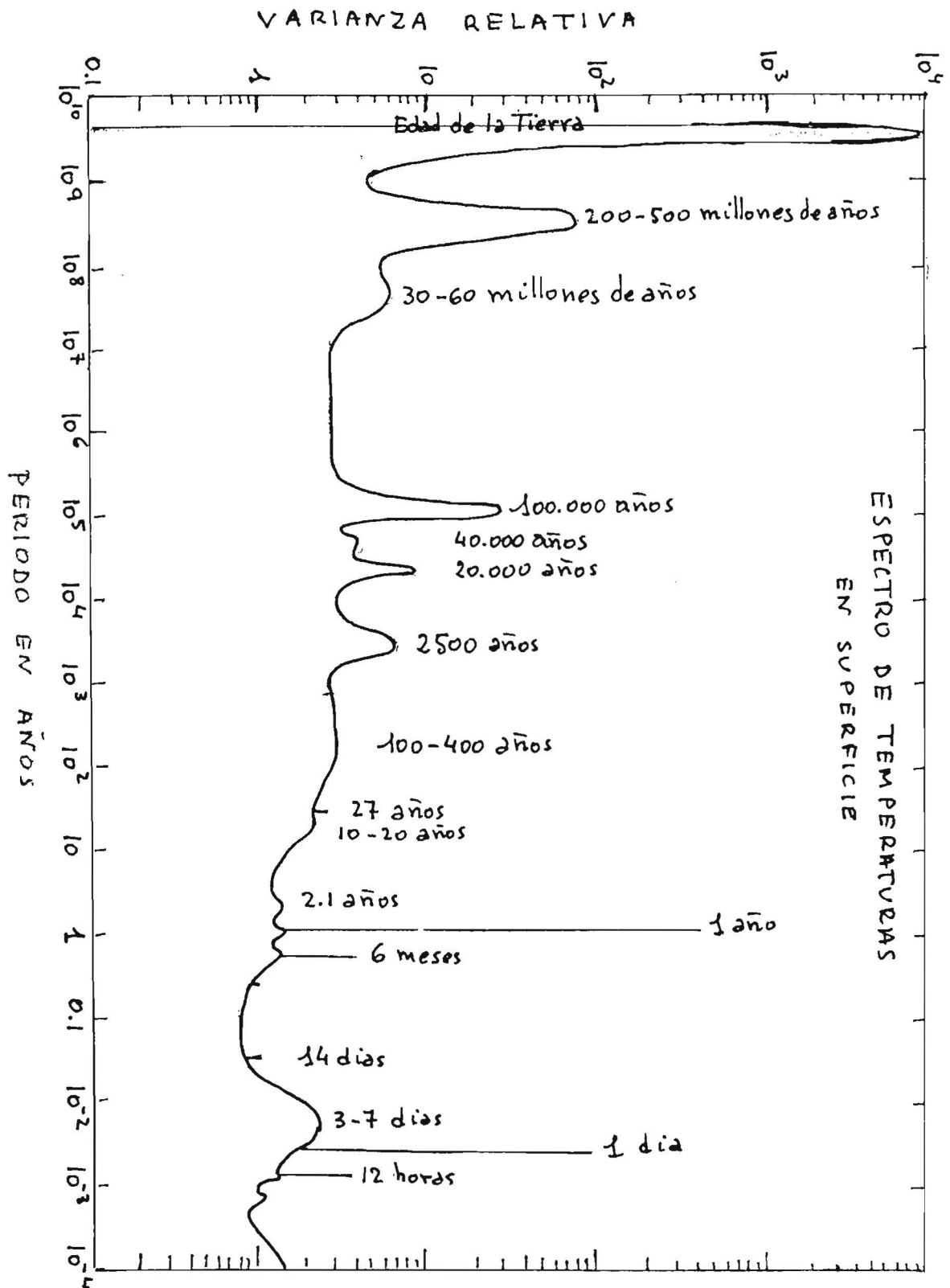


Figura 4.

a día variaciones del tiempo que tienen lugar independientemente de cualesquiera cambios en las condiciones externas. Esas fluctuaciones irregulares con escalas temporales de varios días a una semana pueden ser relacionadas con el paso de perturbaciones atmosféricas migratorias (altas y bajas en el mapa del tiempo) o con el paso de sistemas frontales. Tienen que ser consideradas libres, porque resultan de la inestabilidad baroclínica interna de la corriente zonal del gradiente latitudinal de la temperatura.

Para ilustrar mejor el amplio intervalo de variabilidad en el tiempo de la atmósfera presentamos el espectro de temperaturas (energía interna) en la proximidad de la superficie terrestre. Así, la Fig. 4 muestra una varianza espectral idealizada de la temperatura atmosférica durante su pasada historia, tal como ha sido evaluada por Mitchell (1976). El análisis del espectro muestra varias puntas y unos picos más anchos. Las puntas están dictadas astronómicamente, son componentes estrictamente periódicas de la variación climática, tales como las variaciones diurnas y ánuas y sus armónicos, mientras que los picos representan variaciones que son, de acuerdo con Mitchell, cuasi periódicas o aperiódicas, no obstante, con una escala temporal preferente de energías. En este espectro hay un rango de variabilidad ancho que no puede ser explicado directamente por condiciones externas conocidas. Ello indica la existencia de una fuerte variabilidad libre dentro del sistema.

El pico en los 3-7 días está asociado con las perturbaciones sinópticas, principalmente en latitudes medias. La región del espectro en los 100-400 años, ligeramente alta, está asociada con la «pequeña edad de hielo» que empezó aproximadamente en los comienzos del siglo XVII con una rápida expansión de los glaciares de las montañas de Europa. El pico próximo a los 2.500 años es quizás debido al enfriamiento observado después del «óptimo climático», hace cerca de 5.000 años, el cual predominó durante las grandes civilizaciones antiguas. Los tres picos siguientes están quizá relacionados con las variaciones astronómicas determinísticas de los pará-

metros orbitales de la Tierra, que se supone son los responsables de las edades de hielo (Milankovitch, 1941): a) la excentricidad de la órbita de la Tierra, con un ciclo de unos 100.000 años, b) la precesión axial, con un ciclo de alrededor de 22.000 años, y c) el cambio en la oblicuidad de la eclíptica o inclinación axial con un período de unos 41.000 años. Finalmente, los picos cercanos a los 45 y 350 millones de años, de acuerdo con Mitchell (1976) pueden estar relacionados con las glaciaciones debidas a efectos orogénicos y tectónicos y al deslizamiento continental.

Para un sistema lineal las variaciones forzadas externamente podrían llevar a una sencilla relación de causa a efecto; si el esfuerzo es debido a proceso oscilatorio la respuesta del sistema tendría exactamente la misma frecuencia. Como hemos visto, éste no es siempre el caso en el sistema climático interno puesto que es inherentemente inestable y nunca alcanza el estado de equilibrio.

Podemos concluir que la variabilidad climática resulta de las complejas interacciones entre las variaciones forzadas y libres, porque el sistema climático es *disipativo, altamente no lineal* con muchos *focos de inestabilidades*. La naturaleza interactiva y a menudo no lineal de las inestabilidades y de los mecanismos de realimentación del sistema climático hacen muy difícil la obtención de una clara interpretación de causa a efecto.

4.4. Algunos mecanismos de realimentación

En sistemas abiertos, tales como los componentes del sistema climático es de particular importancia el concepto de realimentación o autoalimentación. Los mecanismos de realimentación actúan como controles internos del sistema y resultan de un acoplamiento especial o mutuo ajuste entre dos o más subsistemas. Parte de la señal saliente es un realimento para la señal entrante y subsecuentemente altera la señal saliente inicial, así que el mecanismo de realimentación puede actuar para amplificar la señal saliente final (realimentación positiva) o para debilitarla

(realimentación negativa). Hay un gran número de tales mecanismos que operan en las varias componentes del sistema climático y entre los subsistemas. Ver Fig. 4 a) y Fig. 4 b).

La reflectividad (albedo) para la radiación solar es un factor muy importante en el balance de energía. Su alto valor para la nieve y el hielo le hace ser un factor dominante en el clima principalmente en las regiones polares. La extensión de la capa de hielo o de nieve depende en gran manera de la temperatura del aire cerca de la superficie. Si la temperatura disminuye por alguna causa la cantidad de hielo y nieve aumentará generalmente o durará más lo cual conducirá a un aumento del albedo planetario. Entonces habrá menos energía disponible para calentar la atmósfera, y la temperatura del sistema atmósfera-nieve-hielo decrecerá posteriormente.

Por otra parte, supongamos que la cubierta de nieve o hielo decrece en extensión; entonces a causa de la disminución del albedo la temperatura aumentará conduciendo a una posterior disminución de la cubierta de hielo o nieve. Estas interacciones nieve/hielo-albedo-temperatura son ejemplos de realimentación positivas.

Como otro ejemplo de un mecanismo de realimentación positiva podemos mencionar el efecto vapor de agua-efecto de invernáculo. Si por cualquier razón la temperatura aumenta también lo hace así la evaporación en la superficie de la Tierra y la cantidad de vapor de agua en la atmósfera aumentará generalmente. Como el vapor de agua es un fuerte absorbente de la radiación de onda larga será entonces absorbida más energía, calentándose la atmósfera lo que conducirá a un posterior aumento de la temperatura. Si por otra parte, la temperatura llega a ser más baja debido a algunas otras razones (p. e. realimentación hielo-albedo) la cantidad de vapor de agua disminuye y el efecto invernadero se vuelve menos efectivo.

Otro camino para expresar este mismo mecanismo de realimentación es el de aceptar que la distribución de la humedad relativa tiende a per-

manecer casi constante para un intervalo de temperaturas relativamente grande en la más baja atmósfera. Sin embargo, mientras la humedad relativa permanece prácticamente la misma, la humedad absoluta aumenta rápidamente con la temperatura. Así, un aumento de temperatura a humedad relativa constante supone aumentar la cantidad de vapor de agua en el aire y a través de la absorción de radiación de onda larga se llega a un posterior aumento de la temperatura. Podríamos anotar que el llamado efecto vapor de agua-invernáculo es actualmente un equívoco puesto que el calentamiento en un invernáculo usual es debido a la reducción de la convección, mientras que en el caso del vapor de agua el calentamiento es debido al que atrapa la radiación infrarroja. El efecto invernáculo puede también ocurrir con diferentes absorbentes de la radiación infrarroja tal como el dióxido de carbono u otros gases traza.

Como un ejemplo de una realimentación interna negativa podemos considerar la temperatura de la atmósfera. Si la temperatura aumenta, la atmósfera perderá generalmente más radiación de onda larga hacia el espacio, reduciéndose así la temperatura y atenuándose la perturbación inicial.

A veces se dan como ejemplos de un sencillo sistema de realimentación las interacciones nubosidad-temperatura. Sin embargo, las nubes pueden dar muy diferentes procesos de realimentación porque son, por una parte, excelentes absorbentes de la radiación infrarroja y, por otra parte, reflectores efectivos de la radiación solar. Estos dos efectos opuestos hacen de las nubes un factor modulador, esencial pero muy complejo, en el balance de radiación de la Tierra. La cantidad de radiación infrarroja emitida al espacio depende de la temperatura de las cimas más frías de la nube y es generalmente menor que la cantidad de radiación emitida por la superficie más caliente de la Tierra. Así la cantidad neta de radiación terrestre enviada al espacio está reducida por la presencia de nubes y queda atrapada parte de radiación, lo que contribuye al efecto vapor de agua-invernáculo. Parece ser que la in-

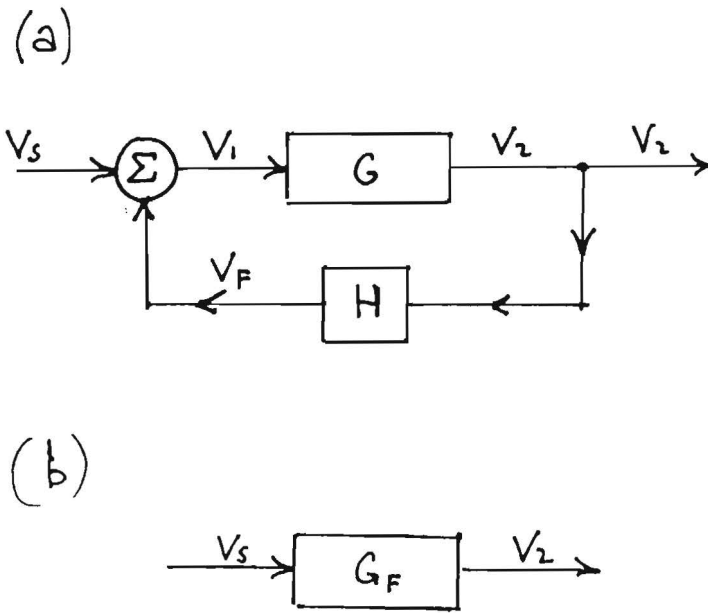


Figura 4 a.—Diagramas esquemáticos de un lazo de realimentación sencillo usado en ingeniería eléctrica, en donde V_s es la señal inicial de entrada y V_2 la señal de salida. G , H y G_F representan la ganancia, el factor de realimentación y la ganancia efectiva del sistema, respectivamente.

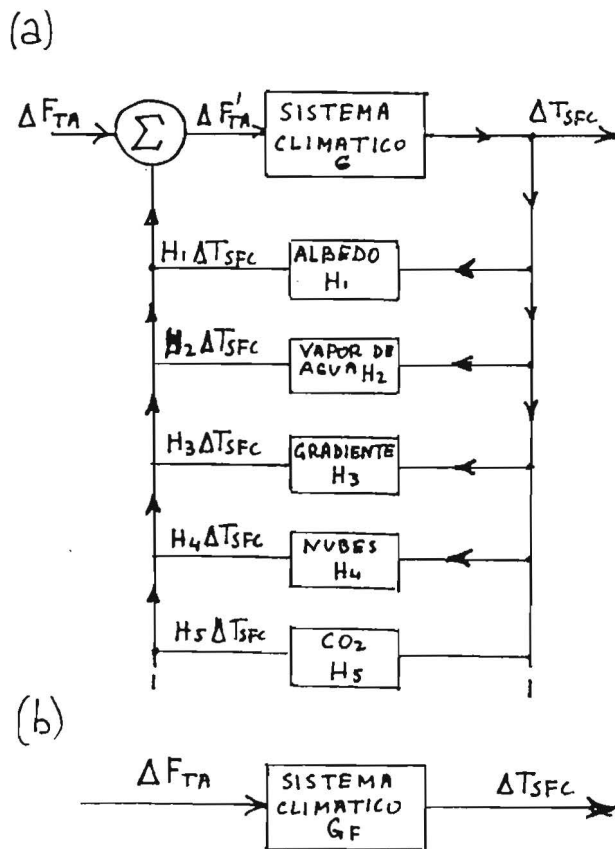


Figura 4 b.—Ejemplo de un conjunto de lazos de realimentación posibles en el sistema climático, en donde la entrada es la radiación neta en el límite de la atmósfera y la salida la temperatura de la superficie de la Tierra, G_1 , H_1 , H_2 , ... H_5 , y G_F representan la ganancia, cinco factores de alimentación y la ganancia efectiva del sistema climático.

fluencia de la reflectividad alta de la radiación solar es predominante en las nubes bajas y medias, lo que lleva a un enfriamiento y a un aumento de nubosidad, mientras que en las nubes altas, más transparentes (cirros), parece más importante el hecho de que atrapa radiación terrestre lo que conduce a reforzar el efecto invernadero. Está claro que el resultado final de las varias realimentaciones posibles en las nubes es de estimación difícil porque depende no solamente de la cantidad de nubes sino también del tipo y de la altura de ellas.

La extrema complejidad de las múltiples interacciones de realimentación en el sistema climático se hace también aparente en el caso del intercambio aire-mar. En este caso las temperaturas de la superficie del mar tienden a afectar fuertemente la estructura térmica de la baja atmósfera mientras que la realimentación desde la atmósfera se hace principalmente a través del influjo del viento. Estos impulsos son responsables en gran medida de la generación de la circulación general y de las corrientes en los océanos.

5. Bases del balance general

5.1. *Balances de momento angular, vapor de agua, energía y masa*

Las ecuaciones de la conservación de la masa total, del momento angular relativo al eje de rotación de la Tierra, de la energía y de la sustancia agua juegan un papel central en la diagnosis del clima de la Tierra. El análisis de cada una de estas cantidades arroja luz sobre algunos diferentes aspectos del sistema, mientras que el análisis conjunto muestra, por un camino muy bonito, cómo están íntimamente conectados los subsistemas climáticos (véanse artículos, p.e. Peixoto, 1973, Peixoto y Oort, 1984). Por ejemplo, en el caso del momento angular (en la Fig. 5) hay una clara correspondencia directa entre las variaciones del momento angular global de la atmósfera observadas por medio de medidas de viento y la velocidad de rotación de la Tierra evidenciada por medidas de la duración del día.

El balance es tal que las variaciones en los dos medios se equilibran uno con otro casi exactamente, en base mensual o anual, de modo que el momento angular de la Tierra en conjunto no varía con el tiempo de acuerdo con la ley de Newton (excepto para tendencias seculares a largo plazo que se corresponden con el intercambio de momento angular con el núcleo fluido de la Tierra y con el espacio exterior). A corto plazo, el intercambio rápido de momento angular entre la Tierra y la atmósfera es debido probablemente al cambio en el par de fuerzas debido a las montañas más bien que al par de fuerzas motivado por el rozamiento (Swinbank, 1985). Esto permite que la pequeña masa atmosférica afecte al movimiento de la maciza Tierra, cambiando la duración del día en cantidades del orden de 1 m/sg más o menos (Rosen y Salstein, 1983).

Mirando con más detalle el balance del momento angular en los varios cinturones a distintas latitudes de la atmósfera, se puede inferir que el flujo atmosférico puede ejercer pares de fuerzas sobre los continentes (Oort, 1985), y con ello puede gobernar la circulación general de los océanos. La rama atmosférica del ciclo del momento angular se puede ver en la Fig. 5 a.

En la conservación de la sustancia agua pueden usarse datos de flujo atmosférico para deducir los esquemas de evaporación menos precipitación (E-P) sobre el globo (véase Fig. 5 b). Estos esquemas son datos de entrada, a su vez en la rama terrestre del ciclo hidrológico para los continentes y océanos. En los continentes, el dato de entrada puede llevar a considerar almacenamiento de agua principalmente en lagos y depósitos subterráneos, mientras que el exceso de agua escurre por los ríos para regresar a los océanos. Para los océanos, el esquema E-P afectará a la salinidad superficial. Por ejemplo, una fuerte evaporación ($E \gg P$) sobre los océanos subtropicales dará salinidades superficiales muy altas, mientras que el exceso de precipitación ($P \gg E$) en la Zona de Convergencia Intertropical dará lugar a una agua relativamente fresca, menos salina, en las latitudes ecuatoriales. A cau-

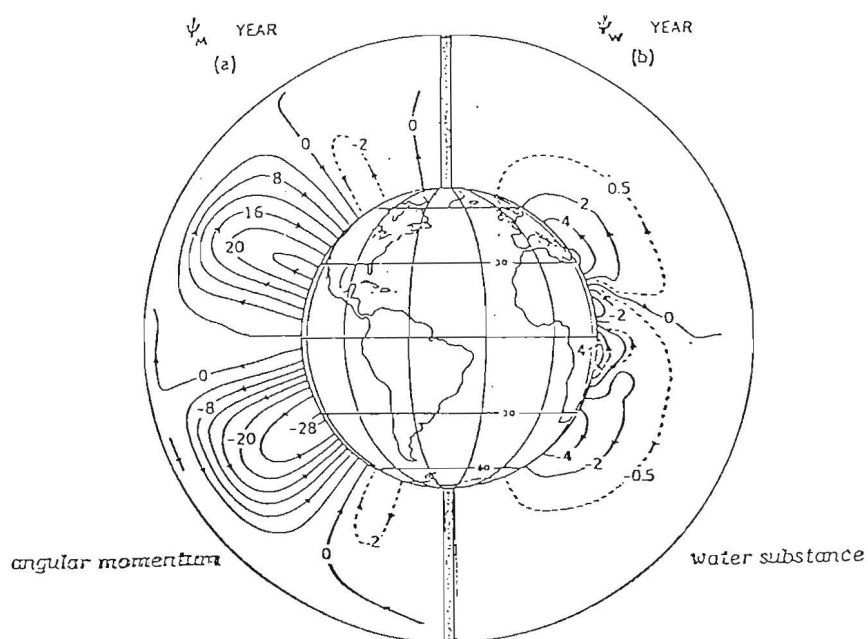
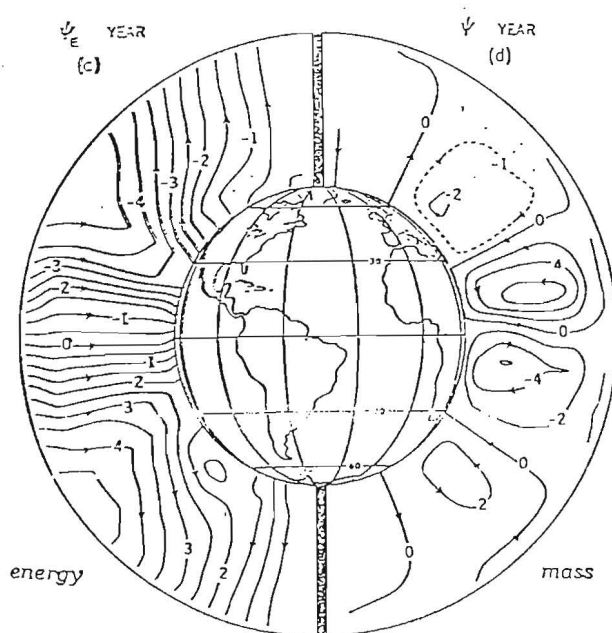


Figura 5.—Líneas de corriente ψ del flujo zonal medio de

- a) momentos angular,
- b) sustancia agua,
- c) energía y
- d) masa

entre la superficie de la Tierra y una altura aproximada de 20 Km, basadas en datos aerológicos globales de diez años (1963-1973). Las isolíneas muestran claramente cómo las distintas magnitudes son transportadas en la atmósfera desde las regiones manantial a las sumidero.



sa de sus efectos en la densidad del agua del mar, las variaciones de salinidad contribuirán a revolver, por causas termohalinas, las aguas del océano. Desde luego, parte del almacenamiento del agua puede estar en forma de nieve o de hielo terrestre o marino, enlazando así los procesos en la atmósfera y océanos con los de la criosfera.

Finalmente, el análisis de la conservación de la energía suministra información acerca de las fuentes y sumideros de energía responsables de accionar la mejoría de las circulaciones atmosféricas y oceánicas, y eso nos lleva al concepto de clima tal como lo experimentamos en la Tierra (fig. 5 c).

5.2. *El flujo de energía en el sistema climático*

Como la energía se conserva podemos definir una función de corriente para el flujo de energía zonal medio en un plano meridional. Conociendo los valores del flujo de radiación neta en el límite de la atmósfera y los valores del flujo de energía total hacia el norte a diferentes niveles de presión en la atmósfera, podemos computar la función de corriente y el flujo de energía zonal medio sobre el globo. Los resultados se presentan en la fig. 5 c para condiciones medias anuales en unidades de 10^{15} W.

La figura muestra un flujo entrante intenso de radiación solar de onda corta en los trópicos y una pérdida al espacio similar de radiación terrestre de onda larga a latitudes medias y altas. Estos flujos de energía entrante y saliente estimados para el límite de la atmósfera se basan en datos directos de satélite del albedo terrestre para la radación solar y la emisión de radiación terrestre de onda larga.

Podría esperarse encontrar solamente muy pequeños desequilibrios en el balance de radiación global neta, si hacemos el cálculo integrado para toda la Tierra en conjunto. Por ejemplo, un uno por ciento de exceso en la radiación solar efectiva de 2.4 W. m^{-2} , sostenido durante una década, sería equivalente en promedio a un calentamiento de 1° C de la capa de los primeros 150

m de todo el océano mundial. Un tal calentamiento global sería relativamente fácil de detectar mediante la red oceanográfica, pero esto no ha sido observado en las últimas 6 ó 7 décadas, en los puntos en donde los datos son suficientes. Actualmente, los balances regionales de radiación solar y terrestre en el límite de la atmósfera están siendo controlados por satélite, pero los integrales globales no están medidos con precisión suficiente para determinar variaciones anuales menores de cerca de 10 W. m^{-2} . Sería extremadamente importante mejorar esta precisión y conseguir series largas de este factor fundamental condicionante de la circulación general.

La inclinación respecto de la vertical de las líneas de corriente en la fig. 5 c es debida a los movimientos atmosféricos. Anotamos que la circulación meridional media juega un papel importante en bajas latitudes por medio de la denominada célula directa de Hadley, mientras que los torbellinos transitorios, y en menor extensión los estacionarios, realizan casi por entero el transporte del calor en las latitudes medias y altas. En latitudes medias la circulación meridional es indirecta, es decir la célula «Ferrel» transporta calor hacia el ecuador y se cree que está «dirigida» o activada por los torbellinos.

Las intersecciones de las líneas de corriente con la superficie de la tierra indican en qué latitudes la energía es absorbida por los océanos. El gradiente superficial da entonces una medida de la divergencia de la energía por las corrientes oceánicas, lo que se requiere para mantener una estructura estable de la temperatura en el océano.

Considerando la conservación de la masa total encontramos generalmente circulaciones separadas, autocontenidas, en la atmósfera y en los océanos y solamente intercambios menores de masa total entre los dos medios. Por ejemplo en la Fig. 6 podemos ver los llamados «circuitos» de masa meridionales medios con tres células en cada hemisferio. Circuitos semejantes tienden también a ocurrir por debajo de la superficie del océano (fig 6).

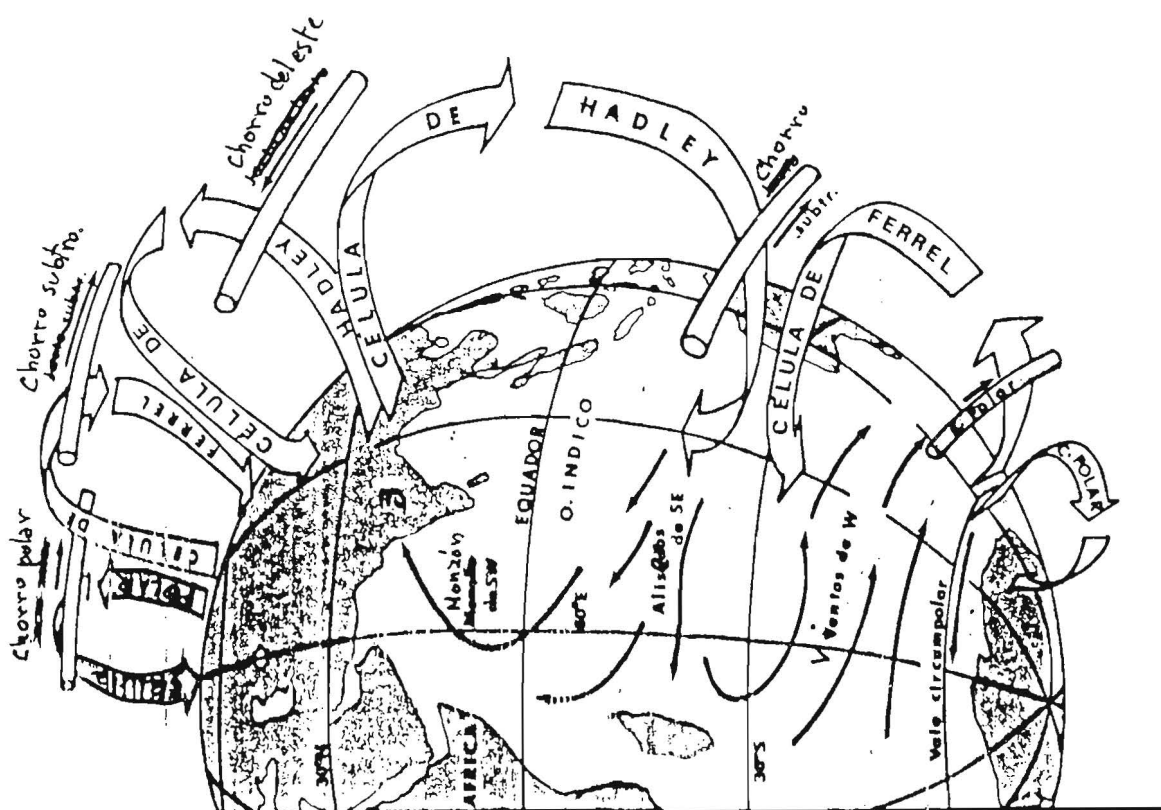


Figura 6.

5.3. Balance de radiación y balance de energía

El sistema climático está sujeto a dos forzamientos externos principales que condicionan su comportamiento global, a saber: la radiación solar y la acción de la gravedad. Entre estos forzamientos debemos considerar la radiación solar como un factor primario puesto que suministra casi toda la energía que dirige el sistema climático. La radiación solar que alcanza el límite de la atmósfera es transferida parcialmente, parcialmente transformada en otras formas de energía que se disipan eventualmente por las circulaciones generales de la atmósfera y de los océanos y es parcialmente utilizada en procesos químicos y biológicos. Dentro del sistema climático, la energía está en una variedad de formas, tales como calor, energía potencial, energía cinética y radiación de ondas corta y larga. De todas las formas de energía, podemos despreciar la energías eléctrica y magnética puesto que son de importancia solamente en la muy alta atmósfera.

La radiación de onda corta está distribuida desigualmente sobre las distintas partes del sistema climático debido a la esfericidad de la Tierra, al movimiento orbital y a la inclinación del eje de la Tierra.

En las regiones intertropicales llega, y es absorbida, más radiación que en las latitudes polares. Considerando el globo como un conjunto, las observaciones muestran que el sistema pierde aproximadamente la misma cantidad de energía por radiación infrarroja que gana por la radiación solar entrante. Sin embargo, actualmente podrían estar ocurriendo desequilibrios no medibles, tanto en períodos cortos como en largos (Saltzman, 1977).

Debido al intervalo de temperatura observado entre el ecuador y los polos el decrecimiento de radiación terrestre emitida, con la latitud, es mucho menos pronunciado que el decrecimiento de la radiación solar absorbida, lo que lleva a un

exceso de energía neto en los trópicos y un déficit neto hacia los polos desde los 40° C de latitud. Esta distribución de fuente y sumidero suministra la causa básica de casi todos los que ocurren en el sistema climático, con inclusión de las circulaciones generales de la atmósfera y de los océanos.

En la fig. 7 presentamos un cuadro integrado de cómo se realizan los balances de radiación global y de energía en el sistema climático. La radiación solar entrante no es utilizada solamente por el sistema climático. Una fracción sustancial (30 %) de la radiación solar incidente es reflejada (albedo = 0,30) por las nubes y, en menor extensión, por la superficie de la Tierra, y desde luego no participa en la máquina térmica atmosférica. Del 70 % restante, el 20 % es absorbida por la atmósfera y el 50 % por los océanos y el suelo. Esta última cantidad será usada parcialmente para mantener el ciclo hidrológico por medio de la evaporación (24 %), calentando indirectamente la atmósfera cuando se condensa el vapor de agua, y actúa parcialmente para calentar la atmósfera directamente por medio del flujo de calor sensible (6 %). El 20 % remanente se usa para calentar la capa subsuperficial (del océano), y se perderá últimamente como radiación infrarroja hacia la atmósfera (14 %) y hacia el espacio exterior (6 %).

El calor absorbido por la atmósfera se usa para incrementar sus energías interna y potencial, la cual será parcialmente (sobre 1 %) convertida en energía cinética para mantener las circulaciones generales atmosférica y oceánica contra el rozamiento. Finalmente, la atmósfera radiará al espacio cerca del 64 % como radiación infrarroja, cerrándose así el ciclo de la radiación.

Como comentario final puede ser de interés anotar que la entropía de la energía solar entrante es mucho más baja que la entropía exportada por el sistema a través de la radiación de onda larga, cerca de 20 veces menos. La razón para esta diferencia es que la radiación solar está originada con una temperatura del orden de 6.000° K, mientras la radiación terrestre es emi-

tida a la temperatura de 250° K. Notando que la variación de entropía Δ está dada por

$$\Delta S = \frac{\Delta Q}{T}$$

en donde Q es la variación de calor de un sistema a la temperatura T, encontramos que la generación de entropía para todos los procesos en el sistema climático es de 20 a 30 veces mayor que la cantidad de entropía importada. De aquí que los procesos de rozamiento, los difusivos y otros irreversibles sean tan importantes. Así, el sistema climático debe mirarse como un sistema altamente disipativo.

6. La entropía en el sistema climático

En el sistema climático hay numerosos procesos irreversibles que conducen a un incremento de entropía. Entre ellos podemos mencionar la absorción de radiación solar y terrestre, la fusión de nieve y de hielo, la condensación, la evaporación, la erosión por los vientos y las aguas corrientes, la difusión turbulenta y molecular de gases, del calor y del impulso, etc. A pesar de su importancia obvia, la entropía del sistema climático no ha sido muy estudiada, salvo algunas excepciones, tales como en los artículos de Wulf y Davis (1952), Dutton y Johnson (1957) y Fortak (1978).

En este punto, analizaremos algunas de las consecuencias de la *Segunda Ley de la Termodinámica* en el comportamiento del sistema climático y, en particular, en los fenómenos atmosféricos. La mayoría de los fenómenos naturales que ocurren en el sistema climático se caracterizan por su gran irreversibilidad y con el tiempo evolucionan con un marcada incremento de la entropía. Si partimos de los movimientos turbulentos en la capa límite planetaria, éstos no desarrollan espontáneamente a gran escala un flujo organizado como se observa en la circulación general. Una nube no puede reconstruirse a partir de la misma agua que ha perdido previamente por precipitación. Los ríos no fluyen hacia atrás desde el mar a sus cabeceras. El agua del océano

THE ATMOSPHERIC HEAT ENGINE

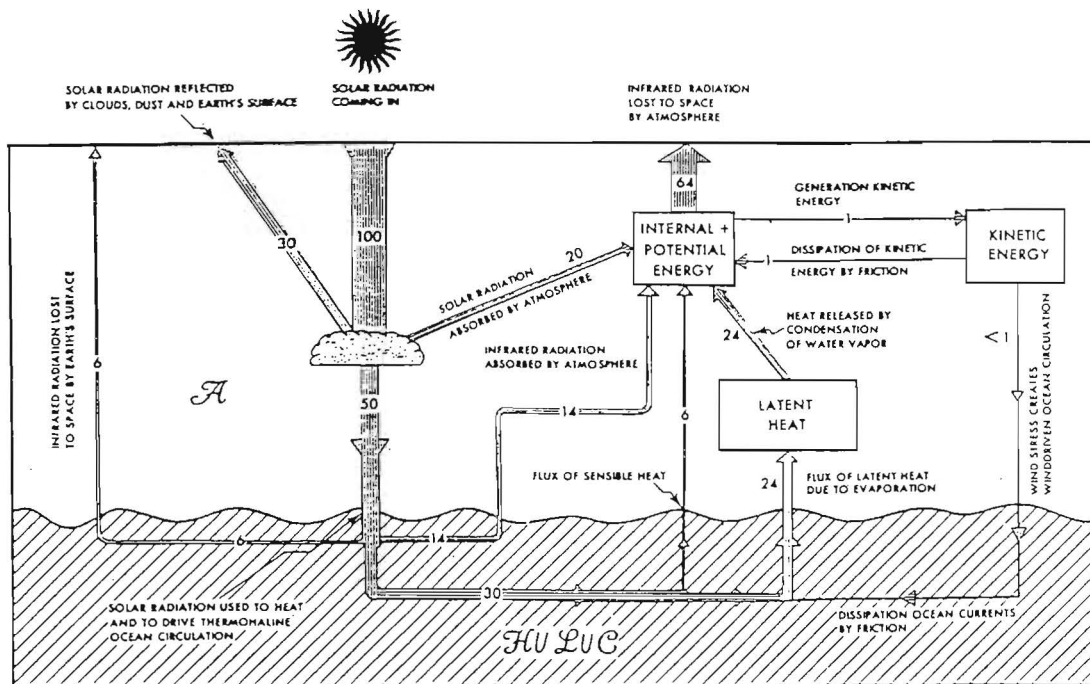


Figura 7.—Diagrama esquemático del flujo de energía en el sistema climático. Se asigna un valor de 100 unidades al flujo de energía solar entrante. Todos los valores representan promedios anuales para toda la atmósfera. Para simplificar no han sido dibujadas las «cajas» de energía para los otros subsistemas.

no se descompone espontáneamente en oxígeno e hidrógeno. En el sistema climático no ocurre de forma natural ninguno de estos fenómenos.

En vista del continuo incremento en entropía que debe haber estado ocurriendo durante el curso de la historia de la Tierra, *¿cómo podemos explicar que no ha sido alcanzado el valor umbral global de la entropía que impida que ocurra cualquier fenómeno meteorológico?* O también, *¿cómo podemos explicar el alto nivel de organización de ciertos procesos atmosféricos que caracterizan el estado del tiempo, y el hecho de que estos procesos tienden a evolucionar por un camino que, a primera vista, parece conducir a un decremento en la entropía?* Por ejemplo, en la atmósfera encontramos sistemas de vientos zonales bien definidos y altamente organizados que son parte de la circulación global general de la atmósfera. Como otro ejemplo, encontramos sobre la Tierra, en conjunto, muchos millones de toneladas de agua evaporada desde la superficie terrestre cada segundo (que están

sustentadas en la atmósfera contra la fuerza de la gravedad) alimentando así el ciclo hidrológico. Como tercer ejemplo, en el sistema climático hay el proceso de fotosíntesis que permite a las plantas crecer año tras año debido a la absorción de dióxido de carbono en presencia de la luz solar. Todos estos procesos que parecen proceder contra la ley del aumento de entropía tienen en común que *ocurren debido a la alta calidad de la radiación solar entrante y a su sistemática variación con la latitud*. Es esta energía solar que calienta la superficie de la Tierra y la atmósfera desigualmente la que a) genera el sistema global de vientos, b) produce la evaporación del agua como uno de los componentes vitales del ciclo hidrológico y c) mantiene la fotosíntesis; además de otros muchos procesos.

Podemos considerar la calidad de la radiación solar de longitudes de onda corta ($\lambda_{\text{máx}} = 0.48 \mu$) comparándola con la calidad de la radiación in-

frarroja, de longitudes de onda más larga ($\lambda_{\text{máx}} = 10 \mu$), emitida por la Tierra. De acuerdo con Planck, un cuanto de energía ($E = h \nu$) es inversamente proporcional a la longitud de onda de la radiación; así que un cuanto de radiación de onda corta tiene necesariamente más energía que uno de onda más larga y la calidad de las dos formas de energía radiante es muy diferente. En otras palabras, la cantidad de entropía conectada con la radiación solar entrante es mucho más baja que la cantidad de entropía emitida en forma de radiación terrestre de onda larga; así es como el sistema climático recibe energía rica en baja entropía y devuelve energía empobrecida de entropía alta al espacio. *Así, la radiación solar revitaliza los fenómenos meteorológicos, alimenta el ciclo hidrológico y renueva la biosfera.* Si la Tierra fuera un sistema aislado habría un inevitable incremento en entropía que conduciría a una uniformidad, semejante a la muerte del planeta Tierra. Esta capacidad para una renovación permanente es lo que hace que sean posibles todos los fenómenos naturales en el sistema climático.

Es verdad que la entropía puede disminuir localmente en el sistema climático durante un intervalo de tiempo dado. Sin embargo, este decrecimiento sólo puede tener lugar a expensas de un aumento de entropía mucho mayor en el entorno ambiental de modo que, como era de esperar, debe dar como resultado un incremento neto en la entropía global de la Tierra.

En contraste con la mayoría de otras cantidades en el mundo físico, que pueden incrementarse o disminuir con el tiempo, la entropía puede solamente incrementarse con el tiempo. La entropía es la «flecha del tiempo», en palabras de Eddington. Aunque la entropía de la dirección en la cual el tiempo está actuando, no da la proporción en la cual el tiempo está aumentando, por lo que no puede ser usada como reloj. A veces la entropía aumenta muy rápidamente y otras más lentamente. La *Segunda Ley* no proporciona la velocidad de la degradación. Puede ser ésta acelerada (vida animal) o lenta (plantas verdes).

La Segunda Ley de la Termodinámica implica que la energía puede cambiar solamente des-

de el más alto nivel al más bajo nivel de disponibilidad, p. e., puede cambiar solamente, desde una forma de energía más útil a una menos útil o menos ordenada. Como sabemos, la segunda ley implica la existencia de una función, S , la entropía, que para un sistema aislado aumenta monótonamente hasta que alcanza su máximo valor en el estado de equilibrio termodinámico.

La entropía puede usarse como una medida de la energía no disponible. Un incremento en entropía significa un decremento en energía disponible y en evolución hacia un estado de mayor desorden.

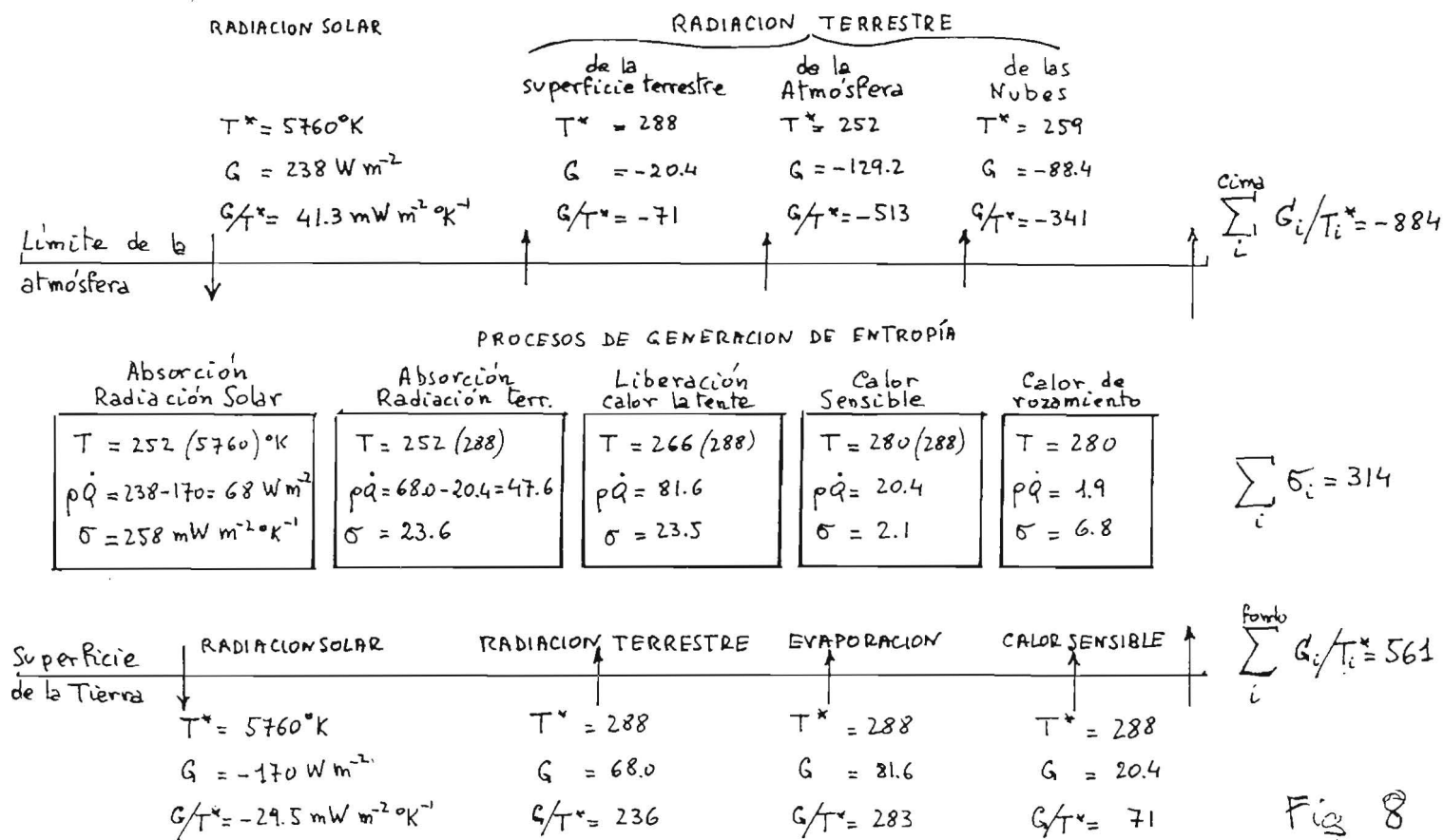
7. El balance de entropía observado en la atmósfera

Presentamos en la Fig. 8 el balance de entropía de la atmósfera, estimando al principio los cuatro primeros principales componentes y considerando los flujos de entropía a través de los límites superior e inferior de la atmósfera. Esto requiere el cálculo de los flujos de energía promediados G a través de los distintos límites y las correspondientes temperaturas equivalentes T^* (factor ponderal del flujo energético), los mismos límites.

Para hacer los cálculos con propiedad necesitaríamos conocer la distribución global tanto de la temperatura como de los flujos de radiación en el límite superior de la atmósfera y de todos los flujos (radiación, calor sensible, calor latente, etc.) en la superficie de la Tierra. En el límite superior de la atmósfera los campos de radiación son razonablemente bien conocidos partiendo de las observaciones de satélites, pero en superficie los campos de flujo para la radiación, para el calor latente y para el calor sensible son relativamente menos conocidos. Las distribuciones de temperatura en la atmósfera son bastante bien conocidas con los análisis de las estaciones de radio sondeos.

Los valores de flujo medio de energía en los límites superior e inferior de la atmósfera que se han visto antes, pueden usarse para estimar los

Figura 8.



varios valores de flujos de entropía, suponiendo una constante solar de $1.360 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Después, las correspondientes temperaturas equivalentes pueden estimarse toscamente teniendo en cuenta las distribuciones características globales de los distintos flujos y de los campos de temperatura. Los resultados se dan en la Fig. 8 que muestra los valores de temperaturas equivalentes, los flujos de energía asociados con los distintos procesos, y los correspondientes flujos de entropía en superficie y en la cima de la atmósfera. Las temperaturas equivalentes medias del flujo de radiación solar descendente y de los flujos ascendentes en la superficie de la Tierra se supone que son de 5.760° y 288° K , respectivamente. Usaremos un signo positivo para los flujos de energía y entropía cuando éstos representan una aparente ganancia de energía o entropía para la atmósfera y un signo negativo en el caso de una aparente pérdida de energía o entropía para la atmósfera.

Los tres términos del flujo de entropía saliente en el límite de la atmósfera proceden de los flujos de radiación infrarroja emitida directamente desde la superficie de la Tierra a través de la ventana espectral (8.5-11.0 μm), desde la atmósfera y desde las nubes. Para la emisión de la radiación infrarroja desde la atmósfera al espacio hemos usado una temperatura media de 252° K y para la emisión por las nubes un valor de 259° K .

Para el límite inferior de la atmósfera hemos estimado los valores de los flujos de entropía asociados con la radiación solar incidente ($-29.5 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$), el flujo de calor sensible ascendente ($71 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$), el flujo de calor latente ascendente ($283 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$) y la radiación de onda larga emitida ($236 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$). Como era de esperar dada la alta calidad de la radiación solar entrante los flujos de entropía de la radiación solar tanto en la cima como en el fondo de la atmósfera son pequeños, p. e. 41.3 y $-29.5 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$, respectivamente.

Cuando sumamos todos juntos los distintos flujos en los límites, el flujo total de entropía en lo alto de la atmósfera es $-883 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ y el flujo total en el fondo de la atmósfera es $560 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$. Así, la proporción media de generación de entropía bajo condiciones estables debiera ser $= 883 - 560 = 323 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$.

Como podemos ver en la fig. 8, la cantidad total de entropía exportada por el sistema climático al espacio exterior es $-71 - 513 - 341 = -925 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$. Esta cantidad es cerca de veinte veces mayor que la cantidad de entropía importada a través de la radiación solar incidente ($41.3 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ en el límite de la atmósfera).

Los mayores flujos de entropía están asociados con la emisión de radiación de onda larga ($235 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ en la cima) y con la evaporación en la superficie de la tierra ($283 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$). El flujo de entropía asociado con la turbulencia y la difusión molecular es mucho menor ($71 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$).

Otro enfoque es computar directamente la total producción de entropía dentro de la atmósfera por evaluación de las contribuciones individuales de cada uno de los distintos procesos irreversibles que ocurren en la atmósfera. Haremos de nuevo uso de los valores de flujo de energía dados en la fig. 7. Demos como ejemplo el conjunto de la generación de entropía debidas a las transiciones de fase del agua. Este término puede evaluarse suponiendo que la evaporación ocurre a la temperatura media en superficie (288° K) y que la condensación tiene lugar en la atmósfera a 266° K , así que

$$\sigma_{\text{LH}} = 81.6 \left(\frac{1}{266} - \frac{1}{288} \right) = 23.5 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$$

Las estimaciones de temperatura, la tasa de calentamiento adiabático y la tasa resultante de generación de entropía para los distintos procesos se muestran en los recuadros rectangulares en la parte media de la fig. 7. Las tasas individuales de generación de entropía debidas a los diferentes procesos son como sigue:

Absorción de radiación solar

$$\sigma_{\text{rod}}^{\text{SW}} = 258.0 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$$

absorción de radiación terrestre

$$\sigma_{\text{rod}}^{\text{LW}} = 23.6 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$$

liberación de calor latente

$$\sigma_{\text{LH}} = 23.5 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$$

rozamiento

$$\sigma_{\text{dis}} = 6.8 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$$

turbulencia y difusión molecular
de calor

$$\sigma^{\text{SH}} = 2.1 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$$

$$\text{Total: } \sigma = 314.0 \text{ Mw m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$$

El valor de $314 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$ de la tasa medio total de generación de entropía puede ser comparado con el valor previo de $323 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$ obtenido partiendo del balance total de la energía atmosférica. La diferencia es sólo de $9 \text{ mW m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{K}^{-1}$ y puede explicarse (salvo errores) por las aproximaciones hechas y algunos efectos despreciados (p. e. la mezcla de masas de aire).

En resumen, los valores que presentamos en la fig. 8 muestran que la absorción de la radiación solar es, con mucho, el mayor manantial de entropía en la atmósfera. La tasa de producción de entropía asociada con la absorción de radiación de onda larga es de un orden de magnitud menor, puesto que las temperaturas de emisión y absorción infrarroja no son muy diferentes. Entre los procesos no radiactivos, las fases de transición del agua parecen dominar la generación de entropía, puesto que la tasa de generación debida a los flujos de calor sensible y el rozamiento son relativamente pequeñas.

8. Epílogo

Concluiremos nuestra conferencia reforzando la necesidad de considerar la naturaleza global del sistema climático. Verdaderamente, la atmósfera, los océanos, las masas de hielo, la litosfera y la biosfera, los principales componentes del sistema ambiental, son subsistemas estrecha-

mente conectados, que se afectan unos a otros en una manera altamente compleja caracterizada por numerosas inestabilidades y realimentaciones ejercidas en distintas escalas.

Como sabemos, en la naturaleza hay muchos procesos de realimentación positivos y negativos. Sin embargo, debe notarse que unos procesos de realimentación positiva no pueden seguir adelante indefinidamente porque podría conducir a situaciones de disparo que no han sido observadas. Desde luego, por término medio debe prevalecer una compensación entre los procesos de realimentación positivos y negativos.

Hay alguna evidencia geológica (Crowley 1983) de cambios del sistema climático catastróficos (p. e., al final del Cretácico y durante las súbitas glaciaciones del Pleistoceno) que podrían implicar algunos procesos en los cuales ocurrirán un anormal estado climático nuevo y diferente.

Además, los procesos radiativos, químicos y de transporte a través de los cuales se manifiesta la dinámica ambiental están dirigidos por fuerzas y contrastes de naturaleza global y no equilibradas que surgen de calentamientos distintos en dirección de los meridianos o entre la superficie de la Tierra y la atmósfera. Así, el sistema climático es un sistema dinámico no lineal que funciona bajo condiciones de desequilibrio.

Podemos esperar que los resultados obtenidos en las últimas décadas en el estudio de sistemas dinámicos no lineales, serán de aplicación directa para comprender los complejos mecanismos que construyen nuestro clima.

Reconocimiento

Queremos agradecer al Prof. Abraham Oort (de la Universidad de Princeton) y al Dr. Antonio Tomé (del Instituto Geofísico de la Universidad de Lisboa) por su ayuda y valiosas sugerencias en la preparación de esta conferencia.